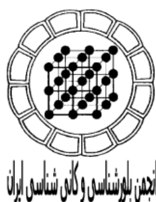
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۹۹ تا ۱۱۲




# دما-فشارسنجی توده‌های گابرویی اواخر نئوپروتروزوئیک منطقه شترکوه، شمال طرود (جنوب شرق شاهرود) بر اساس شیمی پیروکسن و آمفیبول

فاطمه مردانی، قاسم قربانی*، هادی شفایی‌مقدم

*دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران*

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۳/۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۶/۱۸)

**چکیده:** منطقه مورد بررسی از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران در جنوب شرق شاهرود، شمال طرود و در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی است. مجموعه سنگ‌شناسی این منطقه طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی با ترکیب‌های سنگی متنوع را شامل می‌شود. توده‌های گابرویی مورد بررسی بخش کوچکی از این مجموعه را تشکیل می‌دهند و کانی‌های شاخص تشکیل دهنده‌ی آنها شامل پلاژیوکلاز (لابرادوریت و بایتونیت)، پیروکسن (در گروه کلسیمی و از نوع اوژیت و کلینوانستاتیت)، اولیوین (کریزولیت)، بیوتیت و آمفیبول (در گروه کلسیمی و از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند) هستند. با توجه به شیمی کانی‌ها، ماهیت ماگمای سازنده این سنگ‌ها آهکی قلیایی بوده و گریزندگی اکسیژن طی تشکیل و تبلور آنها بالا بوده است. دماسنجی‌های انجام شده برای این سنگ‌ها بیانگر توقف تبادل و تعادل نهایی کانی‌ها در دماهای ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد برای پیروکسن و دماهای ۸۲۰ تا ۹۹۰ درجه سانتی‌گراد برای آمفیبول است. فشارسنجی این سنگ‌ها بر پایه مقدار آلومینیم کل آمفیبول (مقدار $Al_{total}$ بین ۲ تا ۲/۵) مقادیر ۶/۵۲ تا ۸/۹ کیلوبار را برای کانی‌های پیروکسن، و ۵ تا ۷ کیلوبار را برای آمفیبول برآورد می‌نماید و این شرایط معادل با تشکیل و تعادل نهایی آنها در اعماق حدود ۲۳ تا ۳۲ کیلومتری پوسته پایینی هستند.

**واژه‌های کلیدی:** *دما-فشارسنجی؛ پیروکسن؛ آمفیبول؛ گابرو؛ شترکوه؛ جنوب شرق شاهرود.*

**مقدمه**

پی‌سنگ قدیمی ایران از دیرباز مورد توجه زمین شناسان بوده است و بسیاری به معرفی واحدهای آذرین - دگرگونی و حتی واحدهای رسوبی قدیمی بخش‌هایی از ایران مرکزی و شمال غرب ایران پرداخته و آنها را قدیمی‌ترین مجموعه‌های ایران و وابسته به نئوپروتروزوئیک دانسته‌اند [۱-۳]. منطقه مورد بررسی مجموعه شتری است که در جنوب شرق شاهرود، در شمال طرود و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد [۴]. راه ارتباطی شاهرود-طرود مسیر اصلی دسترسی به توده‌های مورد بررسی است. سنگ‌های اصلی منطقه مورد بررسی را سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی تشکیل داده‌اند و تاکنون پژوهش‌های متعددی پیرامون سنگ‌شناسی و سن‌سنجی این مجموعه آذرین-دگرگونی انجام شده است. سن سنجی‌های انجام توسط شکاری [۵-۷] و شفائی‌مقدم و همکاران [۸] سن این مجموعه را بر اساس روش U-Pb زیرکن، نئوپروتروزوئیک پایانی تعیین کرده‌اند. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه شامل طیف گسترده‌ای از متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست، گنیس و میگماتیت)، متاپسامیت‌ها (ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)، متابازیت‌ها (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) و متاریولیت‌ها به همراه مقادیر کمی از سنگ‌های آذرین بازیک اولیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی است [۶،۷]. براساس سن-سنجی U-Pb بر زیرکن توده‌های گابرویی، سن ۵۳۱ تا ۵۴۲ میلیون سال بدست آمده است [۸]. با توجه‌به بررسی‌های انجام شده تاکنون شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های گابرویی کمتر بررسی‌شده و از این رو در این پژوهش، زمین‌شیمی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۳۲۲۷۵۸، نمابر: ۰۲۳۳۵۲۳۰۰۹۱، پست الکترونیکی: ghorbani@du.ac.ir

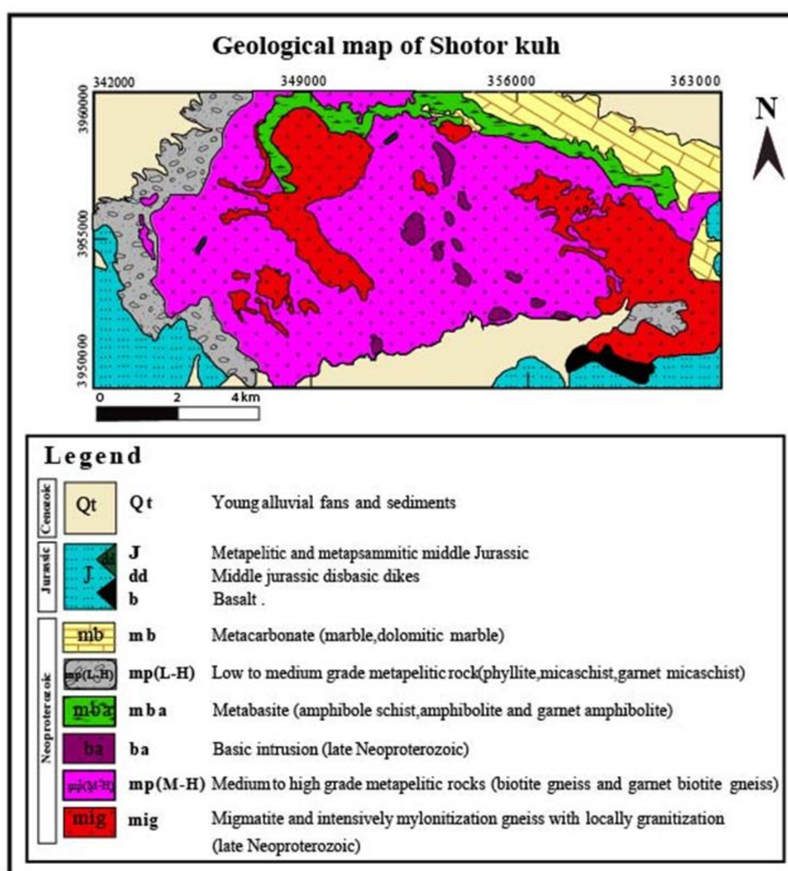


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها و بررسی شرایط ترمودینامیکی آنها تعیین شده است.

**زمین‌شناسی عمومی منطقه**

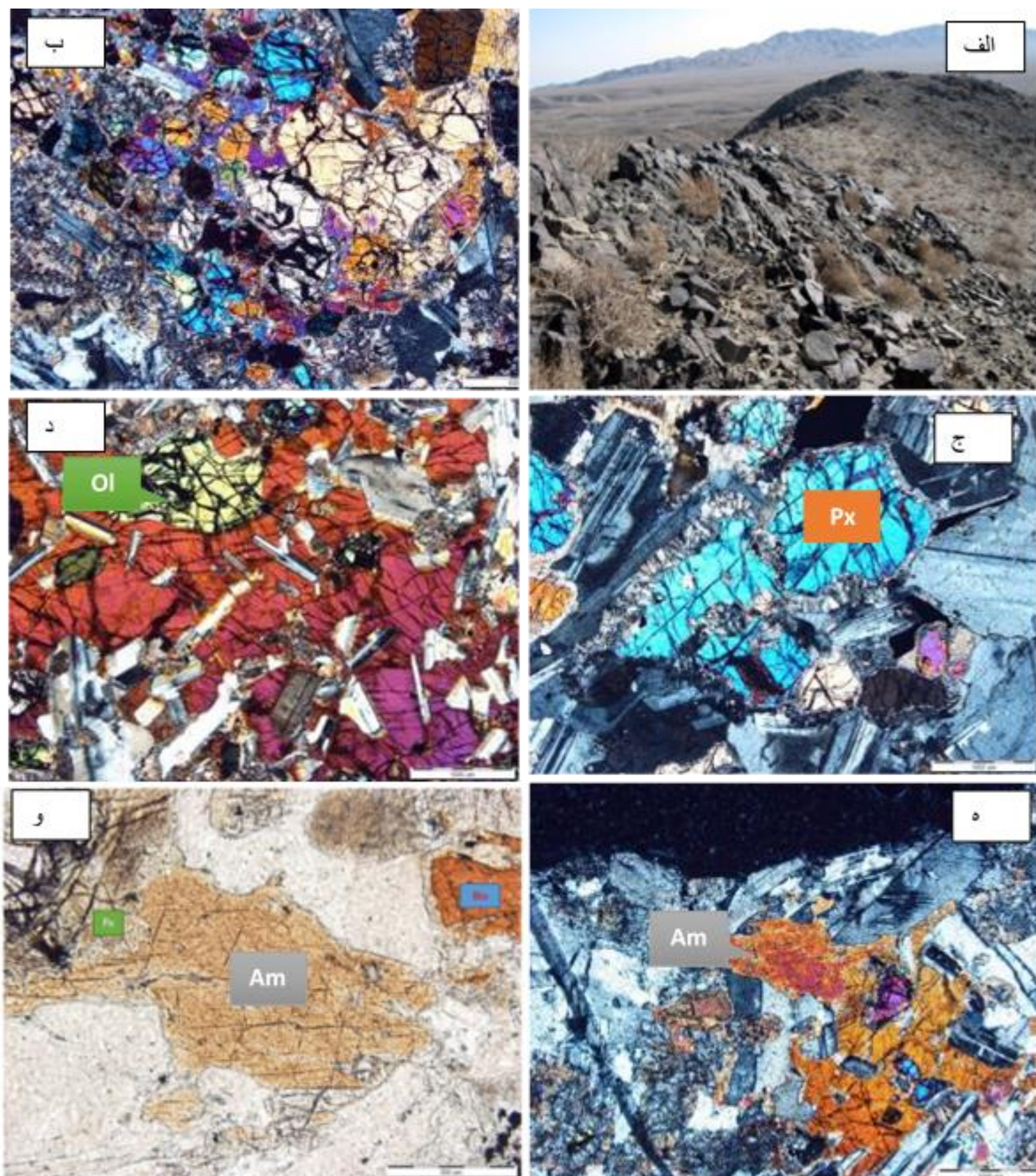
پی‌سنگ پرکامبرین-کامبرین ایران در مناطق مختلفی از جمله در شمال شرق ایران (طرود-بیارجمند)، مرکز ایران (ساغند-پشت بادام)، شمال غرب (زنجان-تکاب و خوی-سلماس)، پهنه سنندج-سیرجان (نزدیک مهاباد و گلپایگان)، جنوب کاشمر، جندق و زرند رخنمون دارد و از انواع سنگ‌های دگرگونی شامل گنیس‌ها (پارا- و ارتوگنیس‌ها)، آمفیبولیت‌ها، متاکربنات‌ها متاپلیت‌ها و میگماتیت‌ها و سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی تشکیل شده‌اند [۱-۳، ۹، ۱۰]. سن‌سنجی‌های جدید U-Pb بر کانی زیرکن این سنگ‌ها سن این سنگ‌ها را به طور کلی محدود به اواخر نئوپروتروزوئیک-اوائل کامبرین (Ma ۵۰۰-۶۰۰) نشان می‌دهد و سن‌های قدیمی‌تر تنها محدود به هسته زیرکن‌ها و یا زیرکن‌های بیگانه بلور هستند [۸، ۱۱-۱۴]. مجموعه شتری طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را در بر می‌گیرد و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بخش قابل‌توجهی از این مجموعه را شامل می‌شوند؛ آنها دارای ماهیت متاپلیتی، متاگریوکی، متاپسامیتی، متاکربناتی و متابازیتی هستند و متاپلیت ها بیشتر حجم این مجموعه را تشکیل داده‌اند [۷]. توده‌های آذرین در حد استوک، به طور پراکنده و با ترکیب فلوگوپیت الیوین گابرویی، اولیوین گابرویی و گابرودیوریتی در مقیاس کوچک و در اندازه چند صد متر مربع تا کیلومتر مربع و تقریباً در یک راستای شمالی-جنوبی در مجموعه دگرگونی -آذرین شترکوه رخنمون دارند [۵] (شکل ۱). رنگ آنها در صحرا در سطح هوازده تیره است و بافت دانه‌ای دارند (شکل ۲ الف). در برخی از بخش‌های گابرویی جدایش جرمی کانی‌های اولیوین و پیروکسن منجر به تشکیل لایه‌های پریدوتیت انباشتی شده است [۷] (شکل ۲ ب). بر اساس سن سنجی‌های انجام شده به روش اورانیم – سرب بر زیرکن‌های استخراج شده از گابرودیوریت‌ها، گستره زمانی ۵۳۷ تا ۵۴۰ میلیون سال (برابر با نئوپرتروزوئیک پایانی –معادل ادیاکارن) برای این دسته از سنگ‌ها به دست آمده است [۵]. مردانی [۱۵] ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی را بر اساس شیمی کلینوپیروکسن نیمه قلیایی و شرایط تشکیل آنها را فشار جزئی اکسیژن بالا می‌داند.




**شکل ۱** نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی واقع در شمال طرود که توده‌های بازیک گابرویی در آن مشخص شده‌اند (برگرفته از مرجع [۷]).



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]




**شکل ۲** الف) نمایی به نسبت دور از توده‌های گابرویی در صحرا، ب) بافت انباشتی برآمده از انباشت بلورهای اولیوین در سنگ‌های اولیوین گابرویی، در نور قطبیده متقاطع (XPL)، پ- لبه واکنشی بین اولیوین و پلاژیوکلاز در پهنه برشی، نور XPL، ت- بافت پوست ماری در سنگ‌های گابرویی، نور XPL، ث و ج) بیوتیت و آمفیبول با چندرنگی قهوه‌ای و وجود رخ‌های آمفیبولی کاملا مشخص در نورهای به ترتیب XPL و PPL.

**روش بررسی**

پس از تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی و بررسی های سنگ‌نگاری، برای کانی‌شناسی دقیق سنگ‌های گابرویی به منظور استفاده برای دما-فشارسنجی، دو نمونه از مقاطع نازک صیقلی آنها ریزگمانه الکترونی در آزمایشگاه موسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک چین تجزیه گردیدند. محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸ و ۶ اکسیژن انجام شد.

**سنگ‌نگاری**

سنگ‌های مورد بررسی اولیوین‌گابرویی و گابرویی هستند. این سنگ‌ها دارای بافت غالب دانه‌ای، انباشتی، خال خال، پوست ماری و نیمه‌پوست ماری هستند و از کانی‌های شاخص پلاژیوکلاز، پیروکسن (ارتو و کلینوپیروکسن)، میکا (بیوتیت و فلوگوپیت) و آمفیبول (پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند) و کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن، زیرکن، کانی‌های کدر و از کانی‌های

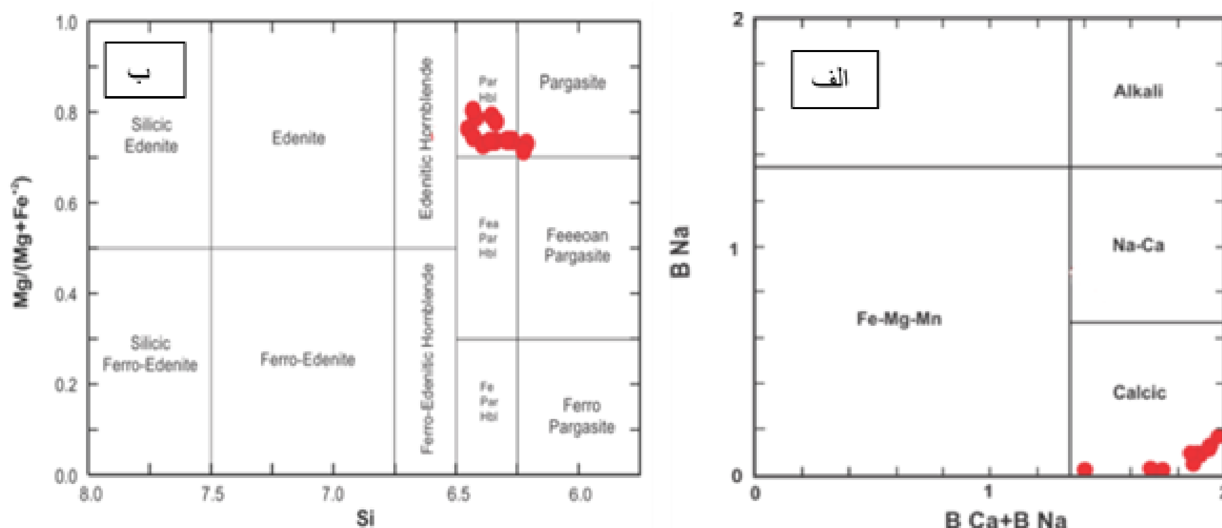

[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

ثانویه سریسیت، کلریت و اکسید آهن تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی روشن در این سنگ‌هاست که اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل‌دار و به صورت مستطیلی کشیده و گاهی جهت‌دار، در اندازه‌های بیشتر متوسط تا درشت بلور و با ماکل تکراری دیده می‌شود. بلورهای آپاتیت گاهی به شکل منشوری وگاهی سوزنی شکل در پلاژیوکلازها وجود دارند. همچنین دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به کانی های رسی در نمونه ها به چشم می‌خورد. اولیوین اغلب به صورت بی‌شکل و دارای شکستگی و دگرسانی به سرپانتین در راستای شکستگی-ها و همچنین لبه واکنشی با پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها به ویژه در محل پهنه‌های بُرشی وجود دارد که تبدیل شدگی به آمفیبول و ارتوپیروکسن نشان می‌دهند (شکل ۲ پ). از انباشت کانی‌های اولیوین و پیروکسن در برخی از نمونه‌ها بافت انباشتی تشکیل شده و به احتمال بسیار نتیجه انباشتگی در جای این کانی‌ها در مخزن ماگمایی است (شکل ۲ ب). اولیوین از نوع کریزولیت است. پیروکسن‌ها اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با فراوانی متغیر دیده می‌شوند. برخی پیروکسن‌ها با حضور کانی-های پلاژیوکلاز، بافت پوست ماری و نیمه‌پوست ماری را نشان می‌دهند (شکل ۲ ت). پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) و ارتوپیروکسن (از نوع انستاتیت) هستند. آمفیبول‌ها به سمت طیف‌های جدایش یافته گابروها به صورت نیمه‌شکل-دار تا بی‌شکل و همچنین در لبه واکنشی بین اولیوین – پلاژیوکلاز در اولیوین گابروها تشکیل شده‌اند (شکل ۲ پ). گاهی وجود میانبارهای پلاژیوکلاز و میکا درون آمفیبول بافت خال خال را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند هستند و با چندرنگی و رخ آمفیبولی مشخص می‌شوند (شکل ۲ ث و ج). بیوتیت اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، دانه درشت و دارای چندرنگی قهوه ای پررنگ تا شکلاتی بارز است (شکل ۲ ث و ج).

### شیمی کانی‌ها

**آمفیبول:** ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تشکیل‌دهنده سنگ-های منطقه مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است.

آمفیبول‌های سنگ‌های گابرویی مورد بررسی بر اساس تقسیم‌بندی مراجع [۱۶-۱۸] در گروه کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف) و از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند هستند (شکل ۳ ب). آمفیبول‌های مورد بررسی براساس نمودار Na+Ca+K نسبت به Si [۱۹] در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۴ الف). همچنین خاستگاه ماگمایی آمفیبول-ها چنانکه در جدول ۱ آمده است از مقدار بالای سدیم، آلومینیم و تیتانیم مشخص است [۲۰]. آمفیبول‌های سنگ‌های گابرویی مورد بررسی از نوع ماگمایی و دمای بالا هستند و حضور این آمفیبول‌های ماگمایی نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده آنها باید دارای آب زیادی بوده باشد. برای تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی از نمودار $Fe_{total}/Fe_{total}+Mg$ نسبت به $Al^{IV}$ [۲۱] استفاده شد که بر این اساس، آنها در محیط با گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ب).

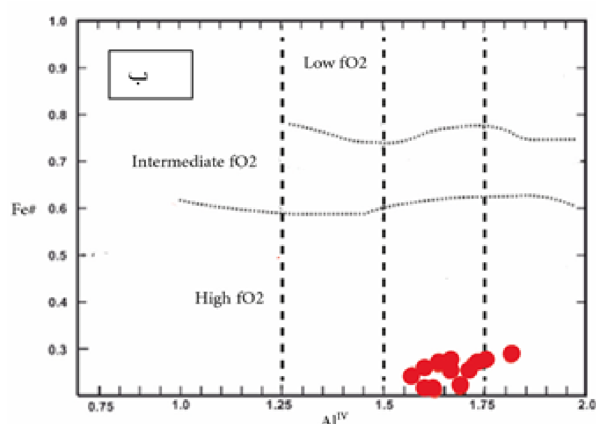


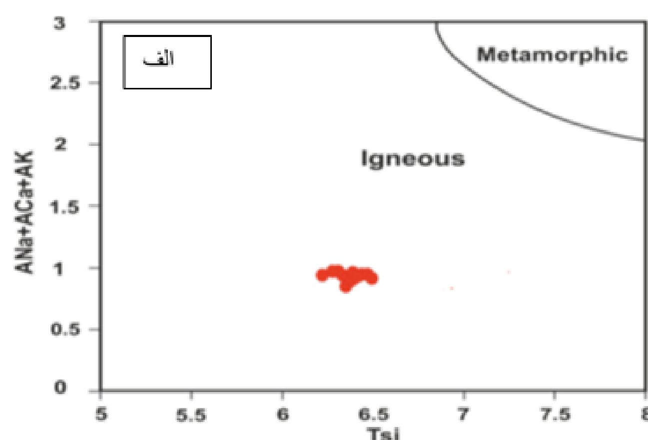

**شکل ۳** نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی بر گرفته از مرجع [۱۸] که براساس آنها الف) همه نمونه‌ها در گروه کلسیمی واقع شده‌اند و ب) آمفیبول‌ها از نوع پارگازیت و پارگازیت‌هورنبلند هستند.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

**جدول ۱** نتایج ریز پردازش الکترونی آمفیبول‌ها در نمونه‌های مورد بررسی گابرویی جنوب شرق شاهرود.

| نمونه | ۲۷۴-۹ | ۹-۲۳۷ | ۹-۲۳۸ | ۹-۲۳۹ | ۹-۲۴۰ | ۹-۲۴۱ | ۹-۲۴۲ | ۹-۲۴۳ | ۹-۲۴۵ | ۹-۲۷۵ | ۹-۲۷۶ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۴۳٫۸۹۱ | ۴۳٫۶۴۹ | ۴۳٫۵ | ۴۳٫۴۸ | ۴۲٫۷۰۸ | ۴۴٫۲۸۶ | ۴۴٫۵۴۵ | ۴۴٫۱۶ | ۴۴٫۸۵۲ | ۴۳٫۱۶۶ | ۴۴٫۶ |
| $TiO_2$ | ۳٫۸۹۹ | ۳٫۱۵۱ | ۲٫۶۶۷ | ۲٫۲۶۱ | ۲٫۷۳۱ | ۳٫۰۹۹ | ۲٫۹۳ | ۲٫۵۰۲ | ۱٫۹۰۱ | ۳٫۰۷۹ | ۲٫۷۲۴ |
| $Al_2O_3$ | ۱۰٫۸۵۵ | ۱۳٫۳۶۸ | ۱۴٫۲۷۷ | ۱۴٫۹۹۵ | ۱۴٫۸۷۶ | ۱۲٫۵۱۲ | ۱۲٫۶۷۹ | ۱۳٫۷۶۷ | ۱۳٫۹۰۶ | ۱۴٫۳۴ | ۱۱٫۹۷۶ |
| FeO | ۹٫۳۱۶ | ۸٫۹۸۵ | ۸٫۸۵ | ۸٫۹۲۷ | ۹٫۴۹۴ | ۸٫۹۴۹ | ۸٫۲۵۳ | ۷٫۵۵۶ | ۷٫۳۷۱ | ۹٫۰۵۷ | ۸٫۶۴۳ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۱۹ | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۱۸ | ۰٫۰۱۹ | ۰٫۰۱۹ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۹۵ | ۰٫۰۶۶ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۴۷ |
| MnO | ۰٫۱۳۸ | ۰٫۱۰۷ | ۰٫۰۹۲ | ۰٫۱۰۵ | ۰٫۱۲۸ | ۰٫۱ | ۰٫۰۸۲ | ۰٫۱۳۱ | ۰٫۰۹۸ | ۰٫۱۰۳ | ۰٫۰۹۷ |
| MgO | ۱۵٫۵۰۴ | ۱۳٫۵۱۵ | ۱۳٫۷۵ | ۱۳٫۵۱۱ | ۱۳٫۳۰۵ | ۱۴٫۲۴۴ | ۱۴٫۴۳۷ | ۱۵٫۱۷ | ۱۵٫۴۸۳ | ۱۳٫۳۴۹ | ۱۵٫۰۷۷ |
| CaO | ۱۱٫۸۷۲ | ۱۱٫۷۹۶ | ۱۱٫۹۰۴ | ۱۱٫۶۶ | ۱۱٫۶۴۸ | ۱۱٫۹۰۳ | ۱۱٫۹۵۳ | ۱۲٫۰۴ | ۱۱٫۷۳۷ | ۱۱٫۷۱۳ | ۱۱٫۸۱۴ |
| $Na_2O$ | ۲٫۳۱۸ | ۲٫۸۴۴ | ۲٫۹۱۳ | ۲٫۹۹ | ۲٫۹۳۷ | ۲٫۷۷ | ۲٫۶۹۹ | ۲٫۸۵۱ | ۲٫۸۴۸ | ۲٫۹۳۲ | ۲٫۶۵۲ |
| $K_2O$ | ۱٫۱۰۲ | ۰٫۷۷۴ | ۰٫۵۶۱ | ۰٫۵۸۳ | ۰٫۵۹۲ | ۰٫۸۵۱ | ۰٫۸۹۸ | ۰٫۸۱۱ | ۰٫۶۴ | ۰٫۹۰۲ | ۱٫۱۵۸ |
| مجموع | ۹۹ | ۹۸٫۲۱ | ۹۸٫۵۳ | ۹۸٫۵۷ | ۹۸٫۴۴ | ۹۸٫۷۴ | ۹۸٫۵ | ۹۹٫۰۱ | ۹۸٫۸۶ | ۹۸٫۷۱ | ۹۸٫۸ |
| O_F_Cl | ۰٫۰۳ | ۰ | ۰ | ۰٫۰۲ | ۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ |
| TSi | ۶٫۳۶۷ | ۶٫۴۰۸ | ۶٫۳۳۱ | ۶٫۳۲۹ | ۶٫۲۴ | ۶٫۴۵۴ | ۶٫۴۸۶ | ۶٫۳۵۲ | ۶٫۴۳۱ | ۶٫۳۱۷ | ۶٫۴۸ |
| TAl | ۱٫۶۳۳ | ۱٫۵۹۲ | ۱٫۶۶۹ | ۱٫۶۷۱ | ۱٫۷۶ | ۱٫۵۴۶ | ۱٫۵۱۴ | ۱٫۶۴۸ | ۱٫۵۶۹ | ۱٫۶۸۳ | ۱٫۵۲ |
| Sum_T | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ |
| CAl | ۰٫۲۲۱ | ۰٫۷۲ | ۰٫۷۷۸ | ۰٫۹ | ۰٫۸ | ۰٫۶۰۲ | ۰٫۶۶۱ | ۰٫۶۸۵ | ۰٫۷۷۹ | ۰٫۷۸۸ | ۰٫۵۳ |
| CCr | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۵ |
| CTi | ۰٫۴۲۵ | ۰٫۳۴۸ | ۰٫۲۹۲ | ۰٫۲۴۸ | ۰٫۳ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۲۱ | ۰٫۲۷۱ | ۰٫۲۰۵ | ۰٫۳۳۹ | ۰٫۲۹۸ |
| CMg | ۳٫۳۵۳ | ۲٫۹۵۸ | ۲٫۹۸۳ | ۲٫۹۳۲ | ۲٫۸۹۸ | ۳٫۰۹۵ | ۳٫۱۳۴ | ۳٫۲۵۳ | ۳٫۳۱ | ۲٫۹۱۲ | ۳٫۲۶۶ |
| CFe2 | ۰٫۹۹۲ | ۰٫۹۷۲ | ۰٫۹۴۵ | ۰٫۹۱۸ | ۰٫۹۹۹ | ۰٫۹۶۲ | ۰٫۸۸ | ۰٫۷۸۱ | ۰٫۶۹۹ | ۰٫۹۵۸ | ۰٫۹۰۱ |
| CMn | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| CCa | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| Sum_C | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ |
| $BFe^{2+}$ | ۰٫۱۳۸ | ۰٫۱۳۱ | ۰٫۱۳۲ | ۰٫۱۶۸ | ۰٫۱۶۱ | ۰٫۱۲۹ | ۰٫۱۲۵ | ۰٫۱۲۸ | ۰٫۱۸۵ | ۰٫۱۵۱ | ۰٫۱۴۹ |
| BMn | ۰٫۰۱۷ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۲ |
| BCa | ۱٫۸۴۵ | ۱٫۸۵۶ | ۱٫۸۵۶ | ۱٫۸۱۹ | ۱٫۸۲۴ | ۱٫۸۵۹ | ۱٫۸۶۵ | ۱٫۸۵۶ | ۱٫۸۰۳ | ۱٫۸۳۶ | ۱٫۸۳۹ |
| Sum_B | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ |
| Fet | ۱٫۱۳ | ۱٫۱۰۳ | ۱٫۰۷۷ | ۱٫۰۸۶ | ۱٫۱۶ | ۱٫۰۹۱ | ۱٫۰۰۵ | ۰٫۹۰۹ | ۰٫۸۸۴ | ۱٫۱۰۹ | ۱٫۰۵ |
| ANa | ۰٫۶۵۲ | ۰٫۸۱ | ۰٫۸۲۲ | ۰٫۸۴۴ | ۰٫۸۳۲ | ۰٫۷۸۳ | ۰٫۷۶۲ | ۰٫۷۹۵ | ۰٫۷۹۲ | ۰٫۸۳۲ | ۰٫۷۴۷ |
| AK | ۰٫۲۰۴ | ۰٫۱۴۵ | ۰٫۱۰۴ | ۰٫۱۰۸ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۵۸ | ۰٫۱۶۷ | ۰٫۱۴۹ | ۰٫۱۱۷ | ۰٫۱۶۸ | ۰٫۲۱۵ |
| Sum_A | ۰٫۸۵۶ | ۰٫۹۵۵ | ۰٫۹۲۶ | ۰٫۹۵۲ | ۰٫۹۴۲ | ۰٫۹۴۱ | ۰٫۹۲۹ | ۰٫۹۴۴ | ۰٫۹۰۹ | ۱ | ۰٫۹۶۲ |
| Sum_cat | ۱۵٫۸۵۶ | ۱۵٫۹۵۵ | ۱۵٫۹۲۶ | ۱۵٫۹۵۲ | ۱۵٫۹۴۲ | ۱۵٫۹۴۱ | ۱۵٫۹۲۹ | ۱۵٫۹۴۴ | ۱۵٫۹۰۹ | ۱۶ | ۱۵٫۹۶۲ |
| Sum_oxy | ۲۳٫۱۵۲ | ۲۳٫۳۹ | ۲۳٫۳۱۱ | ۲۳٫۳۳۹ | ۲۳٫۲۹۳ | ۲۳٫۳۳۹ | ۲۳٫۳۶۱ | ۲۳٫۲۶۷ | ۲۳٫۲۶۸ | ۲۳٫۳۹۳ | ۲۳٫۲۸۶ |

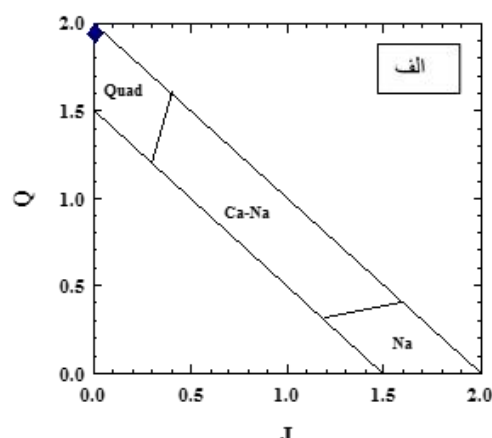


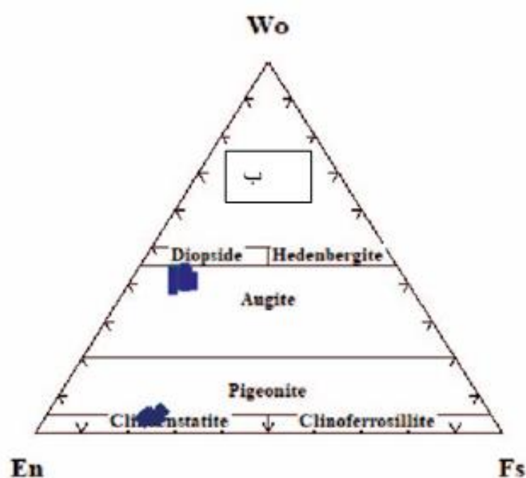




**شکل۴** الف- نمودار Na+Ca+K نسبت به Si [۱۹] که براساس آن آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند و ب- نمودار Mg+ $Fe_{total}/Fe_{total}$ نسبت به $Al^{IV}$ [۲۱] برای تعیین گریزندگی اکسیژن محیط تشکیل آمفیبول‌ها که بر این اساس، آمفیبول‌های مورد بررسی در قلمرو با گریزندگی اکسیژن بالا قرار دارند.

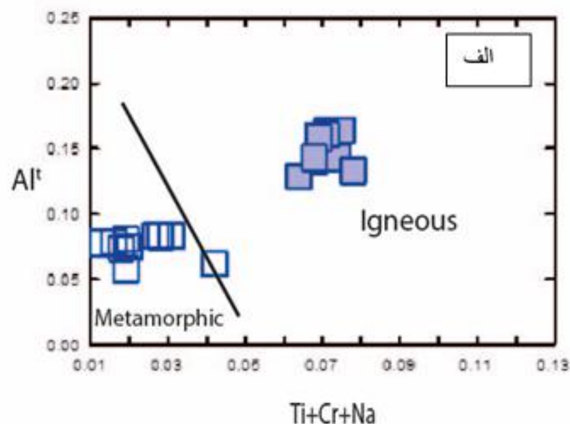

[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

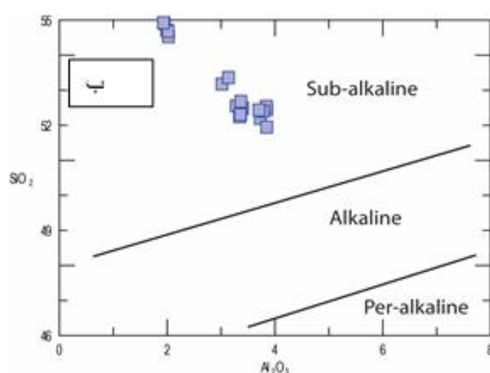
**پیروکسن:** کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی به طور کلی دارای مقدار $TiO_2$ کمتر از (0.64 wt%) و Na کمتر از (0.5 > wt%) پایین و #Mg متوسط تا بالا (0.79-0.72) هستند. بر پایه نمودار تقسیم‌بندی مرجع [۲۲]، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره‌ی پیروکسن‌های کلسیمی قرار می‌گیرند نمودار فت انباشتی بوده (شکل ۵ الف)، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت ($Wo_{۴۰-۴۳/۴}$ $En_{۴۷/۱-۴۸/۶}$ $Fs_{۹/۲-۱۱/۷}$) و ارتوپیروکسن-های برآمده از لبه واکنشی بین اولیوین و پلاژیوکلاز از نوع کلینوانستاتیت هستند (شکل ۵ ب). براساس نمودار Al نسبت به Ti+Cr+Na [۲۳]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره پیروکسن‌های آذرین و ارتوپیروکسن‌ها در قلمرو دگرگونی قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). نمودار $SiO_2$ نسبت به $Al_2O_3$ [۲۴] پیروکسن برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گابرویی مورد بررسی، نشاندهنده سری آهکی قلیایی است (شکل ۶ ب). در نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۲۵]، نمونه‌های مورد بررسی در مرز و بالای خط $Fe^{3+}$ قرار می‌گیرند که بیانگر گریزندگی اکسیژن به نسبت بالا هستند (شکل ۷ الف). این امر همچنین با غنی بودن کانی‌های اکسیدی از آهن تایید می‌شود (٪ ۶۶ –۳۶ = FeO). همچنین بر پایه نمودار Ti نسبت به Al [۲۶] و با توجه به پایین بودن نسبت Ti:Al پیروکسن، گریزندگی اکسیژن بالاست (شکل ۷ب). نتایج تجزیه پیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۲ آمده است.




**شکل ۵** الف – ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی بر نمودار Q-J [۲۲] که بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو کلسیمی قرار دارند، ب- و از نوع اوژیت و کلینوانستاتیت هستند.

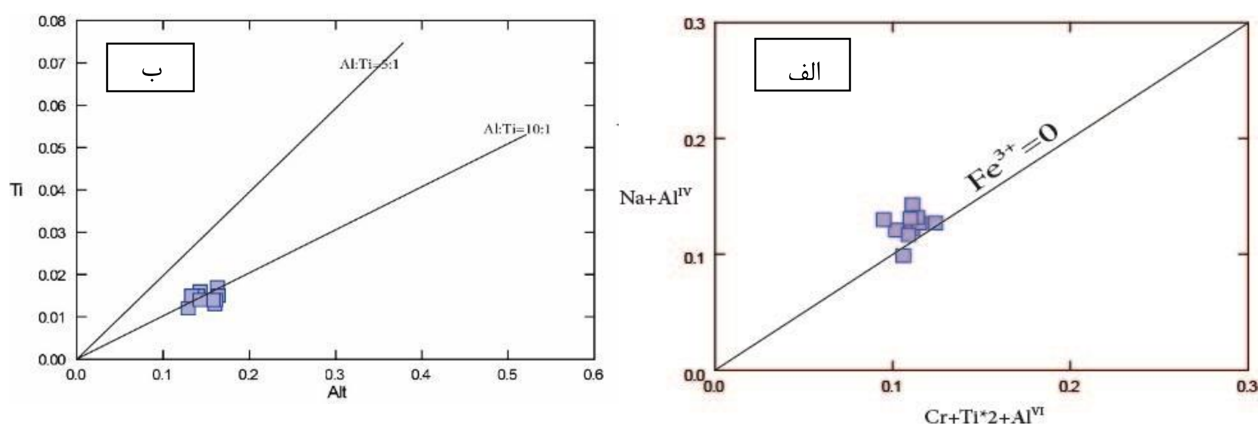



**شکل ۶** الف- نمودار Al نسبت به Ti+Cr+Na [۲۳]، برای تفکیک پیروکسن‌های آذرین و دگرگونی از هم. ب- نمودار $SiO_2$ نسبت به $Al_2O_3$ پیروکسن [۲۴] برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گابرویی مورد بررسی.



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]




**شکل ۷** الف- نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۲۵] برای تعیین گریزندگی اکسیژن نمونه‌های مورد بررسی، ب- نمودار Ti نسبت به Al [۲۶].

**جدول ۲** نتایج ریز پردازش الکترونی پیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی گابرویی جنوب شرق شاهرود.

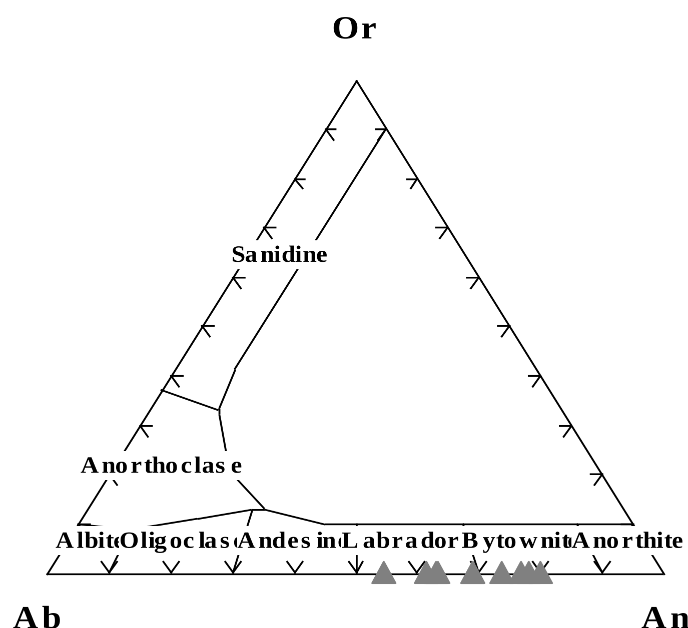
| نمونه | ۹-۲۵۰ | ۹-۲۲۱ | ۹-۲۳۱ | ۹-۲۳۲ | ۹-۲۳۴ | ۹-۲۳۵ | ۹-۲۳۶ | ۹-۲۴۸ | ۹-۲۴۹ | ۹-۲۵۶ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۵۲٫۶۸ | ۵۲٫۵۵۱ | ۵۲٫۱۹۷ | ۵۲٫۴۵ | ۵۱٫۹۴۷ | ۵۲٫۴ | ۵۲٫۴۳۴ | ۵۳٫۱۷۶ | ۵۳٫۳۶ | ۵۲٫۳۰۳ |
| $TiO_2$ | ۰٫۵۷۲ | ۰٫۵۳۴ | ۰٫۴۸ | ۰٫۶۳۶ | ۰٫۵۴۹ | ۰٫۵۰۲ | ۰٫۵۲۶ | ۰٫۴۴۸ | ۰٫۵۷۳ | ۰٫۴۹۷ |
| $Al_2O_3$ | ۳٫۳۶۷ | ۳٫۲۸۳ | ۳٫۷۲۸ | ۳٫۸۴۶ | ۳٫۸۴۷ | ۳٫۷۸۱ | ۳٫۷۰۴ | ۳٫۰۱۷ | ۳٫۱۳۸ | ۳٫۳۵۷ |
| FeO | ۷٫۰۲۶ | ۵٫۵۷۱ | ۵٫۶۰۶ | ۵٫۷۴۴ | ۵٫۶۷۷ | ۵٫۷۶۱ | ۵٫۵۶۹ | ۶٫۵۳ | ۶٫۲۳۱ | ۵٫۵۶۹ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۹۶۱ | ۱٫۰۱۶ | ۱٫۰۸ | ۱٫۰۵ | ۱٫۱۴۷ | ۱٫۱۵۶ | ۱٫۰۶۵ | ۰٫۸۹۳ | ۰٫۹۷۵ | ۰٫۹۸۸ |
| MnO | ۰٫۱۸۵ | ۰٫۱۵۴ | ۰٫۱۵۹ | ۰٫۱۴۵ | ۰٫۱۸۴ | ۰٫۱۶۷ | ۰٫۱۵۶ | ۰٫۱۵۳ | ۰٫۱۷۲ | ۰٫۱۴۱ |
| NiO | ۰٫۰۱۸ | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۵۸ | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۲۲ |
| MgO | ۱۶٫۷۲۴ | ۱۶٫۷۰۱ | ۱۶٫۴۳۹ | ۱۶٫۴۴۳ | ۱۶٫۳۵ | ۱۶٫۶۱۴ | ۱۶٫۴۹۵ | ۱۶٫۶۶۵ | ۱۶٫۹۷۶ | ۱۶٫۶۰۸ |
| CaO | ۱۹٫۳۳۳ | ۲۰٫۹۳۲ | ۲۰٫۶۷۳ | ۲۰٫۷۱ | ۲۰٫۹۵۶ | ۲۰٫۷۰۴ | ۲۱٫۰۹۴ | ۱۹٫۹۹۱ | ۱۹٫۹۴۷ | ۲۱٫۱۵۷ |
| $Na_2O$ | ۰٫۴۴۵ | ۰٫۳۴۴ | ۰٫۳۵۵ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۸۵ | ۰٫۳۴۱ | ۰٫۳۵۲ | ۰٫۳۷۲ | ۰٫۴۹۹ | ۰٫۳۷۱ |
| K2O | ۰٫۰۰۷ | ۰ | ۰ | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰ | ۰ | ۰ |
| مجموع | ۱۰۱٫۳۲ | ۱۰۱٫۱۲ | ۱۰۰٫۷۳ | ۱۰۱٫۴۱ | ۱۰۱٫۰۶ | ۱۰۱٫۴۹ | ۱۰۱٫۴۴ | ۱۰۱٫۲۶ | ۱۰۱٫۹ | ۱۰۱٫۰۱ |
| TSi | ۱٫۹۰۹ | ۱٫۹۰۳ | ۱٫۸۹۸ | ۱٫۸۹۷ | ۱٫۸۸۴ | ۱٫۸۹۲ | ۱٫۸۹۴ | ۱٫۹۲۷ | ۱٫۹۱۸ | ۱٫۸۹۶ |
| TAl | ۰٫۰۹۱ | ۰٫۰۹۷ | ۰٫۱۰۲ | ۰٫۱۰۳ | ۰٫۱۱۶ | ۰٫۱۰۸ | ۰٫۱۰۶ | ۰٫۰۷۳ | ۰٫۰۸۲ | ۰٫۰۸۴ |
| M1Al | ۰٫۰۵۲ | ۰٫۰۴۳ | ۰٫۰۵۸ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۴۸ | ۰٫۰۵۳ | ۰٫۰۵۲ | ۰٫۰۵۶ | ۰٫۰۵۱ | ۰٫۰۳۹ |
| Alt | ۰٫۱۴۳ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۶۳ | ۰٫۱۶۴ | ۰٫۱۶۱ | ۰٫۱۵۸ | ۰٫۱۲۹ | ۰٫۱۳۳ | ۰٫۱۴۳ |
| M1Ti | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۷ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۱۴ |
| M1Cr | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۳۳ | ۰٫۰۳۳ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۲۸ |
| M1Mg | ۰٫۹۰۳ | ۰٫۹۰۲ | ۰٫۸۹۱ | ۰٫۸۸۶ | ۰٫۸۸۶ | ۰٫۸۹۴ | ۰٫۸۸۸ | ۰٫۹ | ۰٫۹۰۵ | ۰٫۸۹۷ |
| M1Ni | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۱ | ۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۱ | ۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۱ |
| M2Mg | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰٫۰۰۴ | ۰ |
| $M2Fe^{2+}$ | ۰٫۲۱۲ | ۰٫۱۵۹ | ۰٫۱۶۴ | ۰٫۱۶۹ | ۰٫۱۵۳ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۵۴ | ۰٫۱۹۳ | ۰٫۱۸۷ | ۰٫۱۴۸ |
| M2Mn | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۴ |
| M2Ca | ۰٫۷۵۱ | ۰٫۸۱۲ | ۰٫۸۰۶ | ۰٫۸۰۲ | ۰٫۸۱۴ | ۰٫۸۰۱ | ۰٫۸۱۶ | ۰٫۷۷۶ | ۰٫۷۶۸ | ۰٫۸۲۲ |
| M2Na | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۲۶ |
| Sum_cat | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ | ۴ |
| WO | ۴۰٫۰۸۳ | ۴۳٫۰۳۵ | ۴۳٫۰۲۶ | ۴۲٫۹۷۹ | ۴۳٫۴۰۳ | ۴۲٫۷۳۳ | ۴۳٫۴۷۹ | ۴۱٫۳۰۷ | ۴۱٫۰۷۱ | ۴۳٫۴۲۳ |
| EN | ۴۸٫۲۴۴ | ۴۷٫۷۷۵ | ۴۷٫۶۰۵ | ۴۷٫۴۷۹ | ۴۷٫۱۱۸ | ۴۷٫۷۱۳ | ۴۷٫۳۰۷ | ۴۷٫۹۱۲ | ۴۸٫۶۳۵ | ۴۷٫۴۲۷ |
| FS | ۱۱٫۶۷۳ | ۹٫۱۹ | ۹٫۳۶۹ | ۹٫۵۴۲ | ۹٫۴۷۹ | ۹٫۵۵۴ | ۹٫۲۱۴ | ۱۰٫۷۸۲ | ۱۰٫۲۹۴ | ۹٫۱۵ |


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

فلدسپار ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها نشاندهنده بالا بودن مقدار کلسیم در آنهاست. ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی مورد بررسی از نوع لابرادوریت و بایتونیت است (شکل ۸) [۲۷]. بالا بودن درصد آنورتیت پلاژیوکلازها تا بایتونیت بیانگر بالا بودن نسبی فشار جزئی آب در سامانه ماگمایی آنهاست [۲۸].

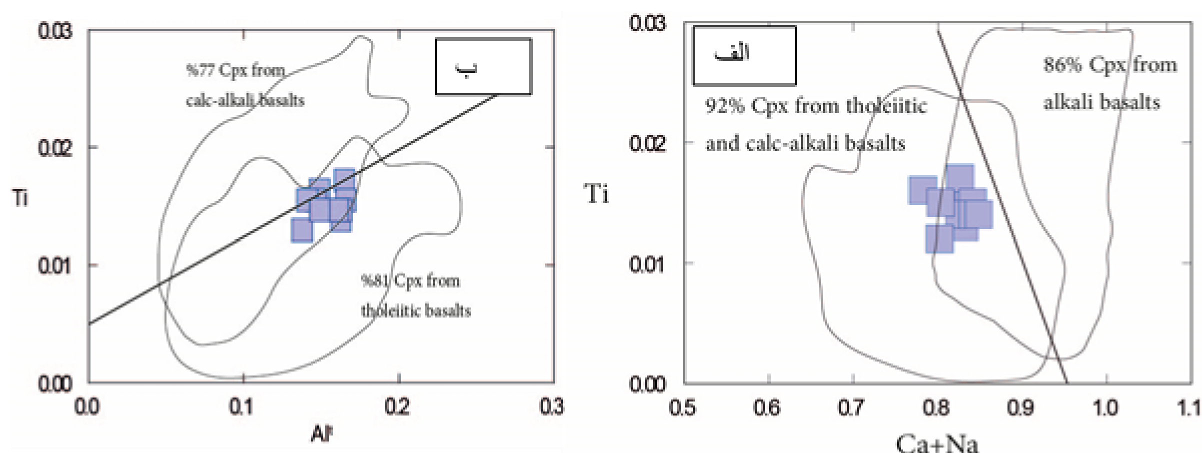
**تعیین جایگاه زمین‌ساختی**

چنانکه اشاره شد، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی براساس نمودار $SiO_2$ نسبت به $Al_2O_3$ [۲۴] در قلمرو نیمه‌قلیایی – آهکی قلیایی واقع هستند (شکل ۶ ب). ویژگی‌های زمین-شیمیایی کلینوپیروکسن‌های اولیه برای تعیین ماهیت ماگمایی بیشتر سنگ‌های بازیک قابل استفاده هستند [۳۱-۲۹]. در نمودار Ti نسبت به Ca+Na که برای کلینوپیروکسن‌ها ارائه شده‌است [۳۰]، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های تولئیتی و آهکی قلیایی مناطق کوهزایی و در مرز مشترک با بازالت‌های قلیایی قرار می‌گیرند، ولی بیشتر متمایل به بازالت-های کوهزایی هستند (شکل ۹ الف). بر پایه نمودار Ti نسبت به $Al_{tot}$ [۳۰] نیز همه نمونه‌ها تقریباً در مرز و قلمرو مشترک بازالت‌های تولئیتی و آهکی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب). آمفیبول‌های نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای $Na_2O$ و $TiO_2$ نسبت به $SiO_2$ [۳۲] در مرز مشترک آمفیبول‌های درون صفحه‌ای و فرورانش جایابی می‌شوند (شکل‌های ۱۰ الف و ب). براساس نمودار F1-F2 [۳۱]، کلینوپیروکسن‌های گابروهای مورد بررسی در گستره مشترک بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت‌های کف اقیانوسی (OFB) و نزدیک به مرز قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ پ). چنانکه با توجه به نمودارهای مختلف دیده می-شود، گابروهای مورد بررسی بر اساس شیمی کانی‌های تشکیل دهنده، در محیط مشترک درون صفحه‌ای و سری آهکی قلیایی مناطق فرورانش قرار دارند. این ویژگی‌ها به احتمال بسیار می-تواند نشاندهنده یک خاستگاه گوشته سنگ کره ای شبیه بازالت‌های درون صفحه‌ای اقیانوسی و یا مورب باشد که در محیط‌های کششی پهنه‌های فرورانش اواخر نئوپروتروزوئیک تشکیل شده باشند. شکاری [۷] نیز خاستگاه سنگ‌های بازیک منطقه را یک گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای تا حدی دگرنهاده می‌داند که به احتمال بسیار طی بالاآمدگی و جایگیری در معرض آلایش پوسته‌ای قرار گرفته و در اواخر نئوپروتروزوییک و طی رخداد کوهزایی کادومین و جمع شدگی، بسته شدن و برخورد از نوع قاره-قاره و طی یک فرایند فرورانشی ناقص تشکیل شده‌اند.

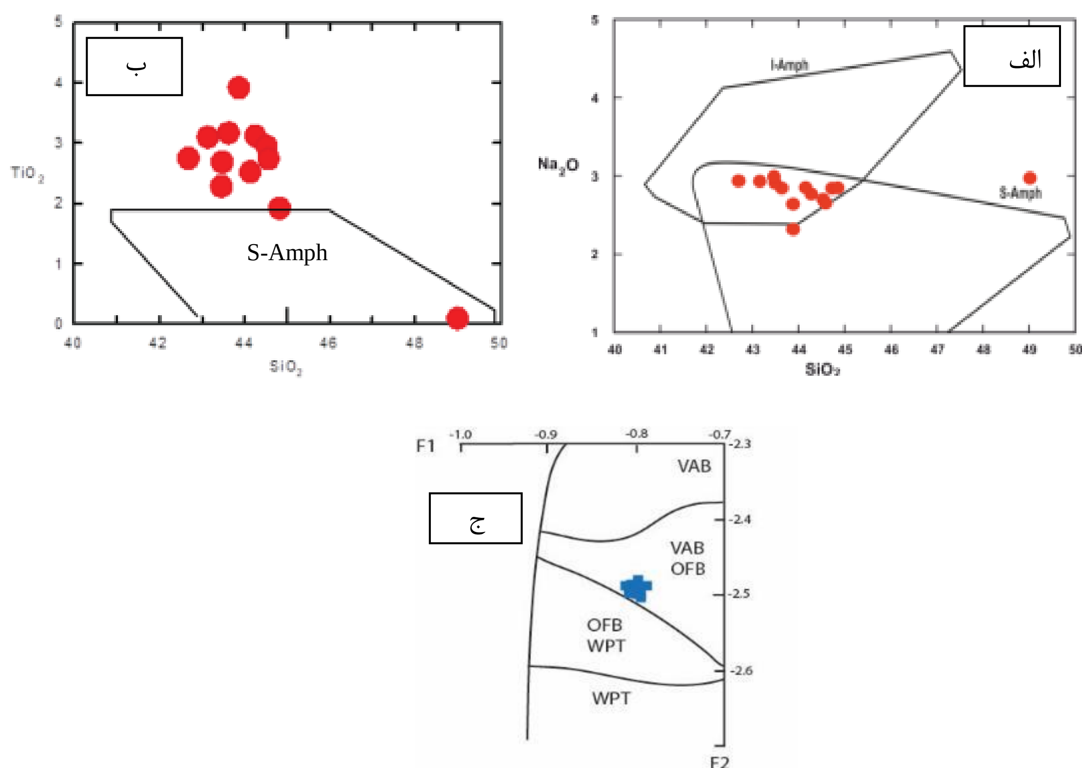



**شکل ۸** ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی مورد بررسی در نمودار سه تایی فلدسپارها [۲۷] .


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]




**شکل ۹** الف- نمودار Ti نسبت به Ca+Na [۳۰] برای تعیین موقعیت زمین ساختی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی، ب - نمودار Ti نسبت به $Al_{tot}$ [۳۰] برای تفکیک بازالت‌های تولئیتی و آهکی قلیایی.




**شکل ۱۰** الف و ب - نمودارهای $Na_2O$ و $TiO_2$ نسبت به $SiO_2$ [۳۲] برای آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی که در مرز مشترک قلمرو آمفیبول‌های درون صفحه‌ای (I-Amph) و پهنه‌های فرورانش (S-Amph) قرار دارند، پ- نمودار F1-F2 [۳۱]، پیروکسن‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت‌های کف اقیانوسی (OFB) قرار می‌گیرند. (WPT: بازالت‌های تولئیتی درون صفحه‌ای).

**دما- فشارسنجی سنگ‌های مورد بررسی**

**دما-فشارسنجی بر اساس ترکیب پیروکسن**

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها را می‌توان به عنوان یک شاخص کیفی برای تعیین فشار تبلور به کار برد [۳۳]. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بر پایه نمودار $Al^6$ نسبت به $Al^4$ [۳۳] اغلب در قلمرو بازالت‌های منطقه گرانولیت (فشار متوسط) و متمایل به قلمرو آذرین (فشار پایین) واقع هستند. نسبت‌های $Al^6/Al^4$ آنها به نسبت کم و بین ۰/۲ تا ۰/۷ و اغلب برابر با ۰/۵ (شکل ۱۱ الف) بوده و نشاندهنده فشارهای متوسط



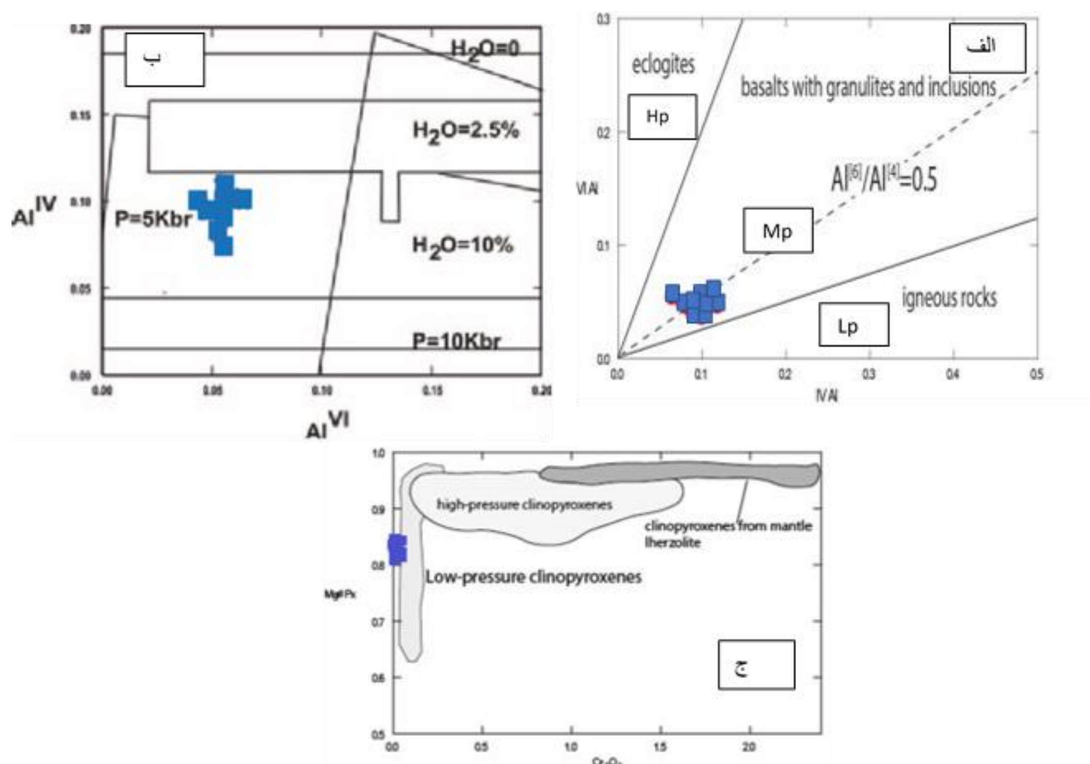
[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

حدود ۵ کیلوبار هستند (شکل ۱۱ ب). در نمودار Mg# پیروکسن نسبت به $Cr_2O_3$ [۲۶]، نمونه‌های مورد بررسی دور از قلمرو بیگانه‌سنگ‌های لرزولیت گوشته [۳۴] و قلمرو کلینوپیروکسن‌های فشار بالا [۳۵] قرار می‌گیرند و مقدار Mg# پایین‌تر و مقدار $Cr_2O_3$ بسیار کمتری دارند (شکل ۱۱پ).

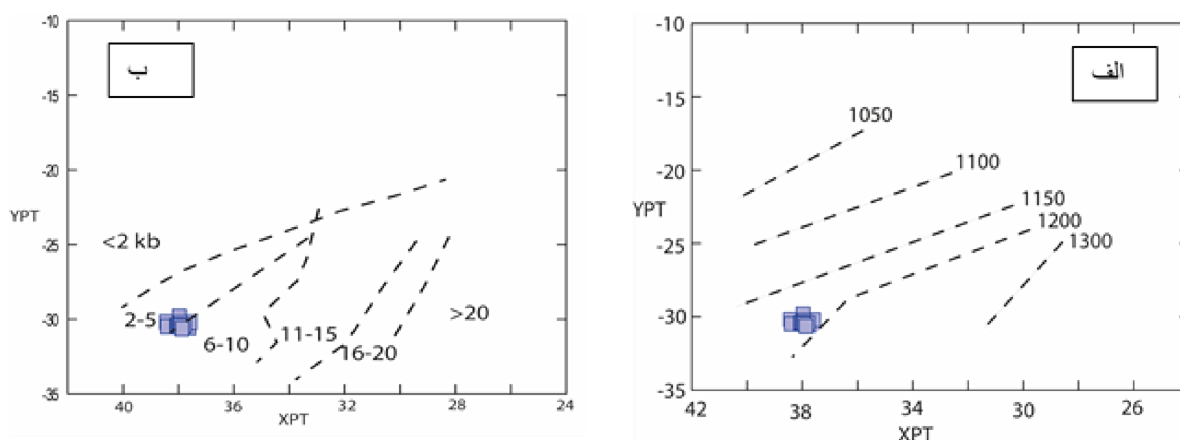
به نظر می‌رسد که همه کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی در نمودار $Y_{PT}$ نسبت به $X_{PT}$ [۲۹] در دماهای ۱۱۵۰ تا۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۵ تا ۷ کیلوبار متبلور شده‌اند (شکل ۱۲). پارامترهای $X_{PT}$ و $Y_{PT}$ از روابط زیر محاسبه شده‌اند [۲۹]:

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^t - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^t + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$




**شکل ۱۱** الف و ب – نمودارهای $Al^6$ نسبت به $Al^4$ [۳۳] برای تعیین فشار کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی، پ- نمودار Mg# پیروکسن نسبت به $Cr_2O_3$ [۲۶]، قلمرو بیگانه سنگ‌های لرزولیت گوشته برگرفته از مرجع [۳۴] و قلمرو کلینوپیروکسن‌های فشار بالا برگرفته از مرجع [۳۵] (برگرفته از شکاری [۷]).




**شکل ۱۲** الف و ب- نمودارهای $Y_{PT}$ نسبت به $X_{PT}$ [۲۹] برای دما-فشارسنجی سنگ‌های گابرویی مورد بررسی برپایه شیمی کلینوپیروکسن.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

**دما-فشارسنجی بر پایه ترکیب آمفیبول**

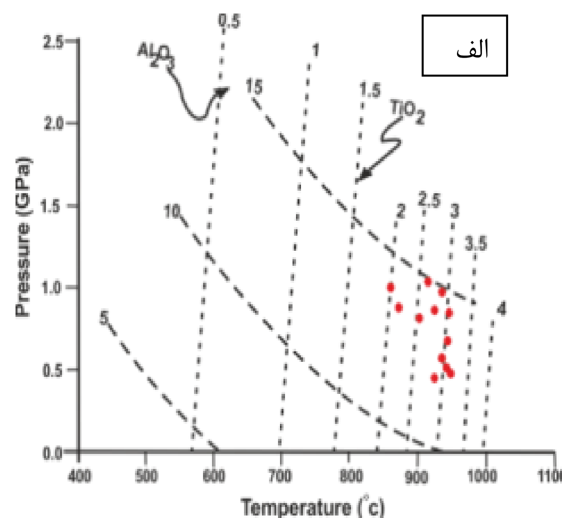
براساس بررسی‌های پژوهشگران بسیاری طی دو دهۀ گذشته، مقدار آلومینیم کل آمفیبول رابطه مستقیمی با عمق تبلور آن دارد و از این رو می‌توان از آن برای زمین دما فشارسنجی استفاده نمود. آمفیبول‌ها قابل‌استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما – فشارسنجی در سنگ‌های آذرین آهکی قلیایی هستند، زیرا تقریباً در همه سنگ‌های آهکی قلیایی، صرفنظر از ترکیب‌های بازیک، حد واسط یا اسیدی وجود دارند و در گستره وسیع از دما-فشار kbar ۲۳-۱ و ۴۰۰-۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار هستند [۳۶،۱۸]. روابط بسیاری بر این اساس ارائه‌شده است. شرایط جایگیری سنگ‌های گابرویی با تغییر مقدار $Al^{total}$ از ۲ تا ۲/۵ محاسبه شده و فشار آنها بر اساس روابط مرجع [۳۷] بین ۶/۵۲ تا ۸/۹ کیلوبار (معادل با عمق ۲۳ تا ۳۲ کیلومتر)، برآورد شده است. دمای تبلور سنگ‌های مورد بررسی نیز بر اساس رابطه، T = ۲۵/۳ P + ۶۵۴/۹ [۳۸] و بر اساس فشار محاسبه شده اشمیت [۳۷]، ۸۲۰ تا ۸۸۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شد.

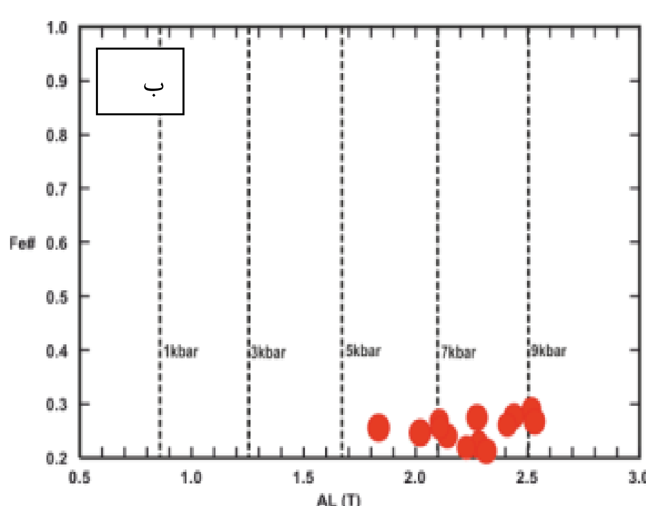
دماسنجی بر پایه مقدار کاتیون‌های مختلف آمفیبول [۳۹]:

$T^{°C} = 1781-132.74[Si^{Amph}]+116.6[Ti^{Amph}]-)$

$(69.41[Fe_t^{Amph}]+101.62[Na^{Amph}]$،

دماهای ۹۹۱-۹۳۷ °C را به دست می‌دهد. بررسی تجربی بر پایداری آمفیبول‌های غنی از Ti نشان می‌دهد که حد بالای پایداری Ti- پارگازیت/ کرسوتیت در فشار ۱GPa و دماهای کمتر از ۱۱۰۰ درجه سانتی گراد است [۴۰]. مقدار Ti، کلسیم آمفیبول‌ها با افزایش دما انطباق مثبتی دارد و افزایش می‌یابد، اما تقریباً مستقل از فشار است [۴۰] و بر اساس نتایج ارنست و لیو [۴۰]، مقدار Ti در دماهای بالای ۵۰۰ درجه سانتی گراد یک دماسنج به نسبت کمّی است. در زمین دما-فشارسنج نیمه کمّی ارائه شده بر اساس تغییر مقدار اکسیدهای $TiO_2$ و $Al_2O_3$ کلسیم آمفیبول‌های سنگ‌های متابازالتی [۴۰]، نمونه-های مورد بررسی، دمای ۸۵۰ تا ۹۳۰ درجه سانتی گراد و فشار ۰/۵-۱ GPa را نشان می‌دهند (شکل ۱۳ و جدول ۲ ). نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به $Al^{total}$ [۲۱] آمفیبول، فشار احتمالی تبلور آمفیبول‌های گابروهای مورد بررسی را بین ۵ تا ۹ کیلوبار برآورد می‌نماید. همچنین شواهد متعددی نشان می‌دهد که سنگ‌های پارگازیت - هورنبلند گابرویی مورد بررسی از یک مایع به نسبت آبدار متبلور شده‌اند و بر اساس بالا بودن مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز (تا بایتونیت)، کلینوپیروکسن کلسیمی و وجود هورنبلند ماگمایی، مشخص می‌شود که مایع‌های مخزن ماگمایی مورد بررسی ۱/۵ تا ۳ درصد آب داشته‌اند [۴۰].




**شکل ۱۳** همنماهای $Al_2O_3$ و $TiO_2$ کلسیم آمفیبول‌ها براساس درصد وزنی به عنوان تابعی برای تعیین فشار و دما [۴۰] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی آن .ب- نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به $Al^{total}$ [۲۱] برای تعیین فشار تبلور آمفیبول‌های گابروهای مورد بررسی شترکوه.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

**برداشت**

توده‌های گابرویی مورد بررسی در حد استوک و به طور پراکنده در مقیاس کوچک در مجموعه دگرگونی -آذرین شترکوه رخنمون دارند. این گابروها از کانی‌های شاخص آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن، اولیوین و کدر تشکیل شده‌اند. ماهیت ماگمای آنها بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن، نیمه‌قلیایی است و مقدار پایین نسبت Ti/Al کلینوپیروکسن وترکیب آمفیبول در آنها نشان می‌دهد که در شرایط اکسایشی تشکیل شده‌اند. براساس نتایج برآمده از ریز گمانه الکترونی، آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع پارگازیت و هورنبلندپارگازیت هستند. این آمفیبول‌ها از نوع ماگمایی و دمای بالا هستند. حضور هورنبلند ماگمایی در آنها نشان می‌دهد که ماگمای آنها باید آب فراوانی داشته باشد. شواهد متعدد نشان می دهد که سنگ‌های پارگازیت - هورنبلند گابرویی مورد بررسی از یک مایع به نسبت آبدار متبلور شده‌اند و بر اساس بالا بودن مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز ، کلینوپیروکسن کلسیمی و وجود هورنبلند ماگمایی، برآورد می‌شود که مایع‌های مخزن ماگمایی مورد بررسی ۱/۵ تا ۳ درصد آب داشته اند. دما-فشارسنجی‌های انجام شده بر پایه کانی‌های کلینوپیروکسن دماهای ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای حدود ۵ تا ۷ کیلوبار را نشان می‌دهند براساس ترکیب آمفیبول‌ها تعیین شده به روش‌های مختلف، آنها در دماهای بالا، بین ۸۲۰ تا ۹۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۹ کیلوبار متبلور شده‌اند.

**قدردانی**

بدین وسیله از داوران محترم برای پیشنهادات و ذکر نکات ارزشمند جهت بهبود مقاله سپاسگزاریم. همچنین از دانشگاه دامغان که ما را در انجام این تحقیق یاری کردند صمیمانه تشکر می‌کنیم .

**مراجع**

[1] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove, M., Shmitt A., Walker D., *U-Pb zircon geochronology of late Neoprotrozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeographym magmatism, and exhumation history of Iranian basement*و″ Tectonophysics, (2008) 451: 71- 96.

[2] Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., *“Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana”*, Chemie der Erde 75, (2015) 207–218.

[3] Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., *“Zircon U–Pbages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites inDelbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implicationsfor Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran”*, J. Asian Earth Sci., (2014).06.011. 10.1016/j.jseaes.

[4] Aghanabati S.A., *“Geology of Iran*”, Geological Survey of Iran Press, p 586.

[5] Shekari S., Sadeghian M., Ghasemi H., Zaki M.G., *“Mineral chemistry, Petrogenesis of metapelitic rocks of metamorphic-hgneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood)”*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 26 (1), (2018), 179-194. doi: 1029252/ijcm.26.1179.

[6] Shekari S., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Zou Y., *" Mineral chemistry and petrogenesis of metabasites of Shotor-Kuh metamorphic - igneous complex (SE Shahrood) as an indicator for evolution of intracontinental extensional basins of late Neoproterozoic"*, Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 27, No.105, (2017), 167-182.

[7] Shekari S., *"Petrology and geochemistry of Shotor-Kuh metamorphic complex (SE Shahrood)"*, Ph.D. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2018), (in Persian).

[8] ShafaiiMoghadam H., Li Q.L., Griffin W.L., Stern R.J., Ishizuka O., Henry H., Lucci F., O’Reilly S.Y., Ghorbani G., 2020, *“Repeated magmatic buildup and deep “hot zones” in continental evolution: The Cadomian crust of Iran”,* Earth and Planetary Science Letters Volume 531, 1 February 2020, 115989

[9] Shafaii Moghadam H., Li H. X., Stern R. J., Ghorbani G., Bakhshizad F., *"Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan – Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments"*, Lithos (240 –243) (2016), 34–48.

[10] Sadeghian M., Hosseini S. H., Hemmati A., Shekari S., *"Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids"*, Scientific Quarterly journal, Geosciences, 26, 103, (2017) 61-72.

[11] Sadeghian M., *“Typical geological characteristics of Late Neoprterozoic- early Cambrian Iranian Gondwanan terranes as indicators for better and faster their*

metamorphic Geol., 23, 2005, 795–812. doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x.

[24] Le Bas N.J., *"The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*", Am.J.Sci. 260, 1962, 267-288.

[25] Schweitzer E. L., Papike, J. J., Bence A. E., *"Clinopyroxenes from deep sea basalts: A statistical analysis*", Geophysical Research Letters, 5(7), 1978, 573-576. doi.org/10.1029/GL005i007p00573

[26] Aydin F., Karsli O., Sadiklar M.B., *"Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey*", Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 18, 2009, pp. 163–186. doi:10.3906/yer-0802-2

[27] Deer W.A., Howie R.A., Sussman J., *"An introduction to the rock forming minerals*", Longman Ltd (1992) 528p.

[28] Johannes W., *"Melting of plagioclase in the system Ab-An-$H_2O$ at P $_{H2O}$ = 5Kbar an equilibrium problem",* Contrib. Mineral. Petrol. 66, 1978, 295-303.

[29] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations",* GFF, Vol. 119 1997, (Pt. 1, March), pp. 55–60. Stockholm. ISSN 1103–5897

[30] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series*", Earth and Planetary Science Letters 59, 1982, 139–154.

[31] Nisbet F.G., Pearce J.A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings",* Contributions to Mineralogy and Petrology 63, 1977, 149–160.

[32] Coltori M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., O, Reilly S.Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle*", Lithos, 99, 2007, 68-84.

[33] Aoki K., Shiba, I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata*", Japan. Lithos 6, 1973, 41–51.

[34] Dawson J.B., *"Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and 'flushed' lherzolites. In: MENZIES, M.A. & HAWKESWORTH,* C.J. (eds), Mantle Metasomatism. Academic Press, London, 1987, 125–144.

[35] Simonetti A., Shore M., Bell K., *"Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak uderstanding",* 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran (2016).

[13] ShafaiiMoghadam H., Li X.H., Santos J.F,, Stern R.J., Griffin W.L., Ghorbani Gh, Sarebani N., *"Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran",* Earth and Planetary Science letters, 474, 2017, 83-96.

[14] Bakhshizad F., Ghorbani Gh., *"Geochemistry, Geochronology and tectonic setting of metamorphic rocks from Zanjan-Takab region*", Scientific Quarterly Journal, Geosiences, vol 25, N 97, 2015, p361-374.

[15] Mardani F., *"Geothermobarometry and petrology of gabbroic bodies from Shotor-Kuh (SE Shahrood)*", N Iran. M.Sc. Thesis In Geology (Petrology), 2021, Damghan University, Damghan, Iran. In Persian.

[16] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., *"Nomenclature of amphibole supergroup*", American Mineralogist v.97, 2012, 2031-2048. doi.org/ 10.2138/am.2012.4276

[17] Leake B., et al., *"Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature*", American Mineralogist v.89, 2004, 883-887. doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0191

[18] Leake B.E., et al., *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association*", American Mineralogist 83, 1997. 1019-1037. doi.org/10.1016/j.cageo.2004.05.007

[19] Leake B.E., et al., *"On aluminous and edenitic hornblendes*", Mineralogical magazine, v. 38, N. 296, 1971, p.389-407.

[20] Ernst W. G., *"Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains*", eastern California. Am.Mineral. 87, 2002, 478-490. doi: 10.2138/am-2002-0411

[21] Anderson J. L., Smith D. R., *'The effect of temperature and $fo_2$ on the Al-in-hornblende barometer',* American Mineralogist. 80, (1995) 549-559.

[22] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes*", Bull. Mineral., 111, 1988, 535-550.

[23] Berger J., Femenlas O., J . C. C. Mercier J.C.C., Demaiffe D., *"Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker*", J.



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.99 ]

*granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability"*, Am.Mineral. 1991, 76, 176.

[39] Putirka K., *"Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes",* American Mineralogist, Volume 101, 2016, pages 841–858.

[40] Ernst W. G., Liu J., *"Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer"*, Am. Mineral. 83, 1998, 952-969.

*Volcano*", Eastern Uganda: Evidence for magma mixing. Canadian Mineralogist 34, 1996, 411–421.

[36] Stein E., Dietl C., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald*", Mineralogy and Petrology, 72, 1-3, 2001, pp 185-207. doi: 10.1007/s007100170033

[37] Schmidt M .W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al – in hornblende barometer".* Contrib. Mineral. Petrol. 110, 1992, 304 – 310. doi.org/10.1007/BF00310745.

[38] Vyhnal C.R., McSween H.Y., Jr., *"Hornblende chemistry in southern Appalachian*